



D. SERRAT

El relleu dels Pirineus

Una serralada emergint del mar; l'aigua i el gel reduint les muntanyes

David Serrat i Congost

Catedràtic de geodinàmica

Universitat de Barcelona
Departament de Geologia Dinàmica,
Geofísica i Paleontologia

La col·lisió entre un gran continent eurasiàtic i una altra placa continental ibèrico-africana, tal com es pot veure en un altre article d'aquest mateix número de la Revista, va produir un engruiximent de l'escorça que va des de l'extrem occidental de la serralada Cantàbrica fins al contacte de les muntanyes provençals amb els Alps mediterranis i afecta també fins a l'oest de Galícia. Aquest engruiximent, des del mateix moment que va començar a fer emergir terres de la mar cretàcia que ocupava aquesta zona, va desencadenar els processos erosius que han interferit continuament en els processos que han aixecat la serralada i que, sota el domini de la gravetat, tendeixen

sempre a reduir les construccions que l'evolució estructural edifica.

Les conseqüències d'aquesta interferència han conduït a un relleu dominat per les estructures i llaurat per una xarxa fluvial, molt enèrgica (proporcionalment a l'altura relativa respecte al nivell del mar assolida per l'estructura o al nivell de base que ha actuat cada moment), que drena de forma centrífuga respectant l'eix estructural i topogràfic, est-oest, de la serralada.

Aquestes altures han provocat que, malgrat la latitud relativament baixa, els cims de les muntanyes hagin estat sotmesos a la presència de les glaceres, especialment durant els períodes més freds del Quaternari, en



D. SERRAT

què les glaceres ocuparen la majoria de les valls fins arribar a la conca d'avantpaís, en el cas de la conca d'Aquitània, i a les depressions intramuntanyoses en el vessant, molt més ample, del sud dels Pirineus.

La xarxa hidrogràfica

Les valls pirinenques tenen el seu origen en dues fases principals d'encaixament de la xarxa hidrogràfica: una primera que va associada a les fases compressives paleògenes, des de l'inici de l'emersió de la serralada fins a finals de l'Oligocè, quan es va arribar a una evolució molt madura del relleu amb importants superfícies d'aplanament al llarg de la zona axial pirinenca, i una segona fase lligada al rejueniment del relleu associat a l'aixecament isostàtic i a la distensió neògena amb la consegüent fracturació. Finalment, les glaceres han retocat, sobretot, les capçaleres, creant més d'un miler de petites conques lacustres que actuen com a petits embassaments, ampliat en molts casos per l'acció antròpica, amb la construcció d'embassaments artificials.

De l'emersió a la peneplanització

La primera xarxa hidrogràfica important, iniciada justament amb l'emersió de la primera serralada del mar situat entre les actuals conca d'Aquitània i conca de l'Ebre, l'hem de situar durant l'Eocè, quan s'indi-

vidualitzaren les dues conques d'avantpaís i s'hi sedimentaren els primers grans paquets de conglomerats. De les emersions anteriors, segurament més efímeres, només ens en queden els nivells continentals rojos que s'intercalen en els sediments marins, des del Garumnià (Cretaci-Paleocè), i que ens indiquen la presència de petits relleus emergits amb un règim de sedimentació de molt baixa energia.

Els grans paquets de conglomerats que voregen, i sepulten, parts importants de la serralada, d'edat eocena i oligocena, ens indiquen uns relleus ja molt importants i una evident xarxa hidrogràfica que els canalitzava. El poc pendent i el ràpid rebliment de les conques d'avantpaís van fer que es reblissin també les valls existents a les zones més externes de la serralada, que es fossilitzaren, i això és el que ens ha permès d'interpretar com eren. Mentrestant, a la zona axial continuava l'erosió, arribant-se a mitjans de l'Oligocè a uns nivells de peneplanització tan importants, que ens impedeixen d'interpretar i saber com eren les valls i el conjunt de la xarxa que hi van conduir.

Del paleorelleu fossilitzat pels conglomerats, a l'àrea d'Oliana, i de la sedimentologia dels mateixos conglomerats, se'n pot deduir (BURBANK I VERGÉS, 1994) una xarxa de drenatge amb valls impor-

Fotos 1a i 1b: La Canal de Berdún, orientada d'est a oest, és una depressió subseqüent excavada principalment pel riu Aragón que aprofita els materials margosos més tous. L'erosió més de detall dels nivells més tous intercalats ens dona una lleugera idea de com debien ser les valls eocenes i oligocenes



D. SERRAT

Foto 2: Els conglomerats de Collegats rebleixen un antic relleu que l'encaixament actual de la xarxa ha posat en evidència, com en el cas de la discordança que es pot veure a la vall del riu Flamicell, uns quilòmetres abans de la seva confluència amb la Noguera Pallaresa a la Pobla de Segur

Figura 1: El Pirineu oriental durant el darrer màxim glacial (capçalera de les valls del Ter i Freser). El gels glacials del darrer màxim glacial ocuparen els circs de Núria, comes de Vaca i Freser i Uldeter, al vessant sud, esmunyint-se per les valls i arribant fins a Queralbs i prop de Setcases

tants en sentit longitudinal, subseqüents amb l'estructura, paral·leles als eixos dels plecs, que transportaven material detrític de les zones internes (*hinterland*), i unes valls transversals més petites que arrossegaven clastos més locals. Aquestes valls principals subseqüents podien arribar a tenir encaixaments de més de 150 metres i amb una direcció de flux dominant de l'est cap a l'oest, ja que s'ha de tenir en compte que la conca de l'Ebre encara estava oberta a l'Atlàntic pel País Basc.

Gènesi de la xarxa actual

A partir d'aquesta fase oligocena, en què es va produir una certa peneplanització de les zones interiors de la serralada i el rebliment amb conglomerats de les zones

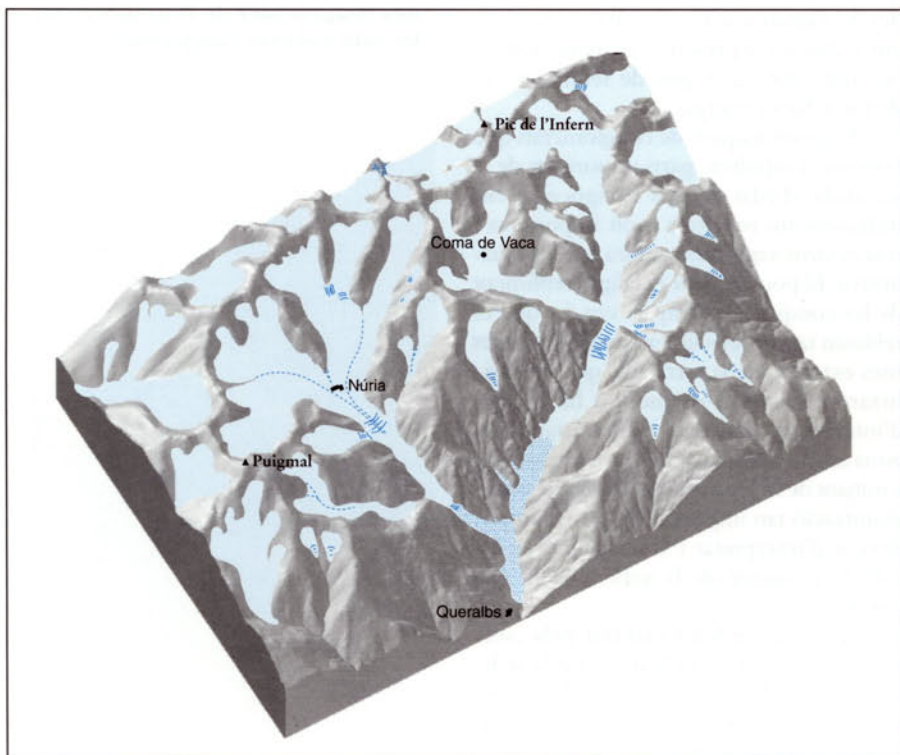
exterior i vores de les conques d'avantpaís, el rejueniment del relleu iniciat a l'Oligocè superior, amb clares proves de subsidència a les conques i d'aixecament de la serralada, i amb la fracturació que es produeix principalment a la Cerdanya, provoca la formació d'una xarxa hidrogràfica que a grans trets ha arribat fins als nostres dies.

Per l'aixecament i la subsidència esmentats en el paràgraf anterior, es tracta d'una xarxa predominantment ortogonal a l'eix i zona de màxima elevació de la serralada i, per tant, conseqüent amb l'estructura, amb casos de sobreimposició damunt les estructures geològiques anteriors prèviament fossilitzades pels conglomerats, com passa en molts casos de les serres exteriors (la serra del Montsec, travessada de nord a sud per la Noguera Ribagorçana i la Noguera Pallaresa) i fins i tot més interiors, com en el cas de la Noguera Pallaresa i el Flamicell, que tallen els conglomerats de Collegats fins a trobar les estructures plegades de dessota.

Aquests casos d'epigènesi, molt espectaculars, complementen una antecedença generalitzada en la que el traçat haurà coincidit a grans trets amb l'anterior i que es va anar encaixant a mesura que es plegava i aixecava l'estructura. Els traçats conseqüents es veuen interromputs freqüentment per trams de riu amb traçat subseqüent, com són els casos de la Canal de Berdún a la vall del riu Aragó o el mateix tram de Sant Joan de les Abadesses a la vall del riu Ter, on les valls s'encaixen aprofitant els materials margosos més tous.

A la Cerdanya i la conca de la Seu, les fractures miocèniques, de direcció obliqua a l'eix de la serralada (ENE-WSW), associades a la important fractura de la Tet, provocaren canvis importants en el traçat anterior dels rius, creant sengles conques lacustres i canalitzant cap a les conques del Segre i de la Tet, rius que pel seu naixement ben segur que drenaven cap a altres conques. Es tracta doncs d'un traçat, de la capçalera del Segre i la totalitat de la Tet, condicionat per unes falles que tallen obliquament la zona axial.

Altres petites fractures paral·leles a les de la Cerdanya, amb sediments lacustres neògens associats, com les existents a l'alta conca de la Garona (coll de Pruedo-vall d'Aiguamòg), ens indiquen que en el moment d'aquesta sedimentació neògena la xarxa de drenatge actual encara no havia afectat aquesta zona interna, peneplanitzada a finals de l'Oligocè, perquè l'actual vall d'Aiguamòg talla els sediments lacustres deixant-los penjats a ambdós costats de la vall, a més de 300 metres d'altura sobre el fons i a 2 000 metres sobre el nivell del mar. L'estudi (en fase de realització per



l'autor d'aquest article) i la datació més exacta del sostre d'aquests dipòsits lacustres neògens ens permetrà de precisar la velocitat mínima d'encaixament d'aquesta important vall pirinenca.

En el vessant sud, la incisió s'accentuarà com a conseqüència de l'obertura de la conca de l'Ebre cap a la Mediterrània, amb la consegüent baixada del nivell de base i encaixament de la xarxa en els dipòsits de rebliment terciaris. Per les dades dels sondatges i registres submarins a la zona del delta de l'Ebre, sembla que aquesta obertura es produí en el Miocè mitjà, entre el Langhià, fa uns 16 milions d'anys, i el Serraval·lià, fa uns 12 milions d'anys.

En el vessant nord, la conca d'avantpaís (conca d'Aquitània) va finalitzar el seu rebliment amb els conglomerats que formen el gran ventall al·luvial neogen de Lannemezan. D'aleshores ençà la xarxa de la conca de la Garona s'hi ha encaixat coincidint amb la continuació de l'aixecament isostàtic de la serralada esmentat abans.

L'evolució plistocènica del relleu pirinenc

Els dos darrers milions d'anys aquest encaixament progressiu de la xarxa hidrogràfica pirinenca, ja totalment identificada amb l'actual, va patir les conseqüències dels canvis climàtics i refredaments periòdics de gran part de la superfície terrestre, i això va traduir-se no solament en canvis de la dinàmica fluvial, sinó també en l'ocupació periòdica per part de les glaceres de les parts altes i moltes valls de la serralada.

Els rius i les terrasses fluvials

Els rius pirinencs tenen desenvolupats uns nivells de terrassa, principalment a les parts més externes de la serralada, on el pendent permet que els canvis de dinàmica lligats als canvis climàtics facin passar els rius de sedimentar a erosionar o a l'inrevés. A les parts altes, amb pendent fort dels rius, ha dominat sempre l'erosió i no es té, per tant, un sistema de terrasses ben desenvolupat.

Malgrat que aquests nivells poden dependre localment d'accidents tectònics o de canvis de litologies més o menys erosionables que afecten el seu perfil d'equilibri, la major part dels rius d'origen pirinenc tenen en el seu curs mitjà i, sobretot, quan arriben a les respectives conques d'avantpaís, un sistema de terrasses ben desenvolupat. Considerant els rius Ter, Llobregat i els afluents de l'Ebre, Noguera Ribagorçana i Cinca, a partir de l'actual llit d'inundació o terrassa més baixa, en el qual passa encaixat el curs permanent del riu entre 1 i 4 metres, podem generalitzar uns nivells de terrassa baixa per a aquests



D. SERRAT



D. SERRAT



D. SERRAT

Foto 3: Les restes dels nivells d'aplanament previs a la formació de la fossa de la Cerdanya encara es troben especialment al Pirineu oriental. Foto 3a: Pla de les Salines, amb la Cerdanya i els massissos fronterers amb el vessant nord al fons; foto 3b: Pla de les Salines i pla de Gorra blanc, amb el Puigmal tapat pels núvols, i foto 3c: Plans de Calm Agre des del pic de la Dona



Foto 4: La morfolgia resultant de l'acció dels gels la trobem tant a les crestes, pics i llacs que ocupen les cubetes de sobreexcavació (circ de Tòrt, Val d'Aran, foto 4b) com en els sediments glacials que transportaven (Queralbs, foto 4a)

rius de +10 m (oscil·lant entre 8 i 12 metres segons els llocs i els rius), unes terrasses mitjanes situades entre +20 m i +45 m, i unes terrasses altes oscil·lant entre +60 m i +90 m. Localment els rius pirinencs també presenten restes de nivells de terrassa més alts de +100 m per damunt del nivell actual del riu.

Aquests sistemes de terrasses han estat motiu de nombroses correlacions per tal d'establir-ne l'edat, però malgrat haver-hi trobat fòssils de mamífers a les parts més baixes dels rius, encara no s'ha establert una cronologia clara dins del Quaternari, ja que aquests fòssils no han estat mai prou determinants i les tècniques més modernes de datació absoluta encara no s'hi han aplicat. L'única correlació que es manté des del segle passat és la de fer correspondre cada sistema de terrasses amb una glaciació, atenent al caràcter glàcio-fluvial dels sediments associats a algunes d'aquestes terrasses. Així, la terrassa baixa correspondria a la darrera glaciació, les mitjanes a la penúltima i les altes a una glaciació anterior. D'aquesta

manera Albrecht Penck, l'any 1881 (setze anys abans de definir les quatre glaciacions alpines), va aprofitar la coneixença de l'existència de quatre nivells de terrassa dels rius pirinencs per assegurar que al Pirineu hi havia hagut quatre glaciacions (vegeu l'apartat següent dedicat al glacialisme).

Si considerem totes aquestes terrasses com del Quaternari, cosa prou versemblant, i considerant que el Quaternari ha durat uns dos milions d'anys, ens surten unes mitjanes mínimes d'encaixament de la xarxa de 0,05 mm/any en els llocs on hi ha terrasses. Aquest senzill càlcul coincideix força bé amb el que fa Vergés (1993), que calcula unes velocitats d'incisió, des de l'Oligocè fins ara, inferiors a 1 mm/any. Si apliquem el càlcul a l'inrevés, ja que no sabem l'edat exacta de les terrasses, i considerem com a màxima la mitjana de velocitat d'incisió de J. Vergés, ens dona també que les terrasses més altes tenen una edat superior al milió d'anys.

El carst

La solubilitat de les roques ha fet que, al llarg de la història de la gènesi del relleu pirinenc, la circulació de l'aigua per l'interior de la roca hagi produït, a més de nombroses i importants coves modelades paral·lelament a l'encaixament de la xarxa hidrogràfica (algunes des del Terciari), diversos canvis en els sistemes hidrològics superficials mitjançant els conductes subterranis que generen.

Així tenim el cèlebre transvasament d'aigua de la conca de l'Éssera (mediterrània) a la de la Garona (atlàntica) mitjançant el conducte càrstic que va dels Foraus de la Renclusa i d'Aigualluts fins als Uelhs deth Joèu, drenant més de 48 km² on es troben les glaceres de Tempestats, els barrancs d'Aneto i de Maladeta, amb un cabal punta que pot arribar als 9 m³/s a l'època de fosa de neu i un volum de trànsit anual que pot ser superior als 90 hm³. Aquest conducte aprofita les calcàries devonians plegades i els desnivells produïts per l'encaixament fluvial i glacial de la xarxa. Prop d'aquí també tenim un cas similar amb l'embut de l'Unhòla de Liat, que drena el desguàs del llac de Liat cap a les valls veïnes de Sescorjada i Varradós.

Dins d'aquest modelat càrstic subterrani cal esmentar les coves i avencs més importants del Pirineu, que arriben a superar els 25 km de recorregut subterrani, com en el cas de la cova Lachambre a la vall de la Tet, al Conflent, o els 1 408 m de desnivell vertical, com en el cas del complex d'Illaminako Ateeneko Leizea, al Pirineu basc.

A nivell de modelat superficial, les màximes representacions se centren en els grans afloraments calcaris modelats pel glaç





D. SERRAT



D. SERRAT

Foto 5: Aguatuerta, a la vall del riu Aragón Subordán, mostra una gran cubeta de sobreexcavació de vall glacial, reblerta pels sediments postglacials

Fotos 6a i 6b: El Forau dels Aigualluts, clar engolidor càrstic, transvasa les aigües de la capçalera de la vall de l'Éssera cap a la conca de la Garona per un conducte subterrani que les fa aflorar de nou als Uelhs deth Joèu, a l'Artiga de Lin

RAMBOL



Foto 7: Els episodis freds de les darreries del Pleistocè, fa uns 10 000 anys, es caracteritzaren al Pirineu per la presència de nombroses geleres de circ, com la que ocupava la capçalera de la Coma de Vaca i que va deixar aquesta magnífica morrena, al mateix temps que a molts indrets es desenvoluparen glaceres rocalloses (vegeu l'article específic en aquest mateix número de la Revista TERRA)



D. SERRAT

i on actualment el procés de fusió nival manté vives morfologies del tipus de rasclers i dolines fredes amb pous de neu associats, com són els casos paradigmàtics del massís del Cotiella al Pirineu central o dels massissos de la Piedra de San Martín i de Larra al Pirineu occidental.

El glacialisme

L'altura assolida per la serralada, malgrat la permanència dels processos erosius i la seva posició latitudinal, ha fet que la part més alta del Pirineu hagi estat sotmesa regularment als processos glacials i periglacials i molt especialment durant els períodes més freds del Quaternari.

Un dels problemes que s'han plantejat reiteradament els geomorfòlegs i quaternaristes que han estudiat el Pirineu ha estat el del nombre de glaciacions que han afectat la serralada i els efectes que ha tingut cadascuna en el relleu actual, paral·lelament i com a conseqüència dels resultats que s'anaven obtenint als Alps. Malgrat aquest mimetisme, va ser al Pirineu on Albrecht Penck, l'any 1881, en el seu treball *Die Eiszeit in der Pyrenäen*, va esmentar per primera vegada la successió de quatre glaciacions, uns anys abans de definir, junt amb Bruckner (1907), les glaciacions alpines (Günz, Mindel, Riss i Würm). Ara bé, com ell mateix reconeix, va fixar el seu nombre en quatre, més per l'existència de quatre nivells de terrasses glàcio-fluvials que per les restes estrictament glacials que va trobar a ambdós vessants del Pirineu occidental i central, que són les parts que va reconèixer directament.

El caràcter successivament acumulatiu de les formes d'erosió glacial (circs, valls en obi, cubetes de sobreexcavació, ...) i les poques restes deixades pels processos acumulatius de sediments lligats a l'acció glacial, junt amb l'agressivitat dels processos interglacials que els van afectar, fan que sigui molt difícil trobar restes clares de les glaciacions

antigues, anteriors al darrer màxim glacial. Al mateix temps s'ha pogut veure que les terrasses que Penck classificava com a glàcio-fluvials, no ho són tan clarament, ja que un augment d'energia de caire fluviotorrencial pot donar uns sediments similars sense la necessitat d'haver-hi glaceres a la capçalera.

I si, malgrat tot, és fàcil d'admetre que totes les glaciacions quaternàries van afectar el Pirineu (ja que avui, que estem en un interglacial clar, encara hi ha glaceres), no és gens menys clar que les restes deixades només ens parlen d'un moment en què les glaceres foren més importants que en el darrer cicle glacial, com ho demostren els sediments glacials a la Noguera Ribagorçana, uns 200 metres per damunt del Pont de Suert, i els dipòsits inferiors del puig de Saneja a la vall de Querol a la confluència amb el Segre (Cerdanya). Amb aquestes restes tan escasses i mal conservades poca cosa podem dir, de moment, quant a la seva edat.

Del darrer cicle glacial se sap més perquè, malgrat els condicionants del relleu abrupte i l'activitat dels processos postglacials, les restes trobades després d'estudis geomorfològics regionals exhaustius han permès d'aprofundir en la seva història utilitzant tècniques sedimentològiques i de datació, principalment en els dipòsits d'obturació lateral, contemporanis de la glaciació, i en els rebliments lacustres de les cubetes de sobreexcavació deixades pels gels en el seu retrocés (estudi, aquest darrer, que encara s'està duent a terme per un equip d'ecòlegs, geòlegs i físics, coordinats des del Centre de Recerca d'Alta Muntanya de la Universitat de Barcelona).

El fet que les glaceres, en el seu avanç, s'emportin per davant els sediments tous que troben, fa que tampoc quedin restes de com es va produir aquest avanç abans del màxim, si exceptuem les estabilitzacions marcades per dipòsits glàcio-lacustres localitzats a la conca de la Garona per Bordonau,

el 1985, a la vall de Joèu, clarament afectats i deformats pel gel que hi va passar pel damunt, i per Hérail i Jalut, el 1986, a la localitat francesa de Sost. També a la conca de l'Éssera, al complex de Cerler (la fase 1, amb el primer llac de Cerler), Bordonau detecta molt clarament una fase d'estabilització prèvia al màxim glacial.

Durant la fase de màxima extensió de les glaceres del darrer cicle glacial, datada com anterior als 38 500 anys al vessant nord i anterior als 34 000 al vessant sud, gran part del Pirineu superior als 2 000 metres estava recobert pel gel que s'esmunyia per les valls, que arribà a superar els 40 km de recorregut al vessant sud, com en el cas de la Noguera Pallaresa¹, i els 60 km al vessant nord. D'aquest moment són els arcs morrènics externs de nombroses valls pirinenques i els dipòsits de plana proglacial associats. Al Pirineu septentrional, les glaceres desenvoluparen lòbuls de peudemont, com a la zona de Lourdes.

Un lleuger retrocés, que va significar escurçaments de fins a 4 km a les llengües glacials més desenvolupades, seguit d'una llarga estabilització, ha caracteritzat el principal període de sedimentació glacial conservat a moltes valls del Pirineu. Els dipòsits lacustres d'obturació glacial associats a aquest moment són molt estesos i els exemples més clars els podem veure a Linàs de Broto (vall del riu Ara), a Cerler (vall de l'Éssera), a les Bordes de Llestuí (Noguera Ribagorçana), a Son del Pi (Noguera Pallaresa), a Segudet i la Massana (Valira), ... Al darrer estudi sintètic d'aquests dipòsits, *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*, Bordonau (1992) situava aquesta estabilització al voltant dels 34 000 anys BP (abans del present), basant-se en dades de Vilaplana obtingudes a Llestuí, i per la correlació amb les dades de Jalut (i col·laboradors de les universitats de Tolosa de Llenguadoc) del vessant nord, però les darreres dates obtingudes per Bordonau *et al.* (1993) indiquen que aquesta estabilització,

en el cas de Llestuí, pot haver arribat fins als 18 000-20 000 anys BP.

A aquesta estabilització va seguir un ràpid retrocés amb petites pulsacions, que denominem fases de glaceres de vall i de glaceres d'altitud, que poden assenyalar augments puntuals de la precipitació en un clima molt fred coincidint amb el màxim glacial dels grans casquets.

La resposta a un refredament amb molta precipitació va fer que el màxim glacial pirinenc s'assolís molt aviat, ja que la disminució de precipitació que es produí en les fases posteriors de la glaciació va provocar un lleuger retrocés i un període d'estabilització quan als Alps, el centre i el nord d'Europa la pròpia inèrcia dels voluminosos aparells glacials que s'estaven construint feia augmentar el seu volum alhora que condicionava el clima local².

En el trànsit entre el Plistocè i l'Holocè, quan les grans glaceres europees ja havien retrocedit moltíssim i al Pirineu potser havien arribat a desaparèixer, un episodi fred i sec sacsejà tot l'hemisferi nord. Es tracta del Dryas del centre d'Europa i el Tardiglacial dels Alps. Al Pirineu aquesta fase es caracteritzà per la presència de nombroses glaceres de circ i glaceres rocalloses³, algunes de les quals s'estudien en un altre article d'aquest mateix número de la Revista.

La Petita Edat del Gel (segles XVII-XIX) també afectà el Pirineu, on es formaren glaceres més grans que les actuals, com detallen Copons i Bordonau³ pel que fa al massís de la Maladeta. Algunes ja han tornat a desaparèixer i d'altres són les que han arribat als nostres dies en forma de glaceres de circ, blanques, com les 41 catalogades per Serrat i Ventura (1993), que ocupen en total uns 8,10 km², o cobertes, funcionant com a glaceres rocalloses, per exemple en els casos del massís del Besiberri, Posets-Gemelos i Argualas, segons diversos autors³.

Data de recepció de l'original: 01.95

Notes:

1. Les restes glacials més meridional de la Noguera Pallaresa es troben prop de Rialb, uns quilòmetres després de confluïr a Llavorsí amb la glacera procedent de la confluència de la Noguera de Vallferrera amb la Noguera de Lladorre (Ribera de Cardós).
2. De fet, els casquets glacials, pel seu propi gruix, provoquen que el territori que ocupen estigui per damunt del nivell de neus permanents i, per tant, siguin zones de balanç glacial positiu, quan un petit augment de temperatura podria fer que, de no existir prèviament el casquet, aquest ja no es generés, o simplement retrocedissin les geleres locals, com en el cas del Pirineu. Als Vosges, amb geleres quaternàries de magnitud semblant a les dels Pirineus, Seret *et al.* (1990) esmenten també aquest màxim glacial en els primers episodis del darrer cicle glacial.
3. Veure MARTÍ BONO, C. i GARCIA-RUIZ, J.M. (1994).

Bibliografia

- BORDONAU, J. (1992): *Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus*, 251 pàg. Geofoma Ediciones. Logroño.
- BORDONAU, J., SERRAT, D. i VILAPLANA, J.M. (1992): "Las fases glaciarias cuaternarias en los Pirineos", a CEARRETA, A. i UGARTE, F.M. (eds.): *The Late Quaternary in the western Pyrenean region*, pàg. 303-312. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco. Bilbao.
- BORDONAU, J., VILAPLANA, J.M. i FONTUGNE, M. (1993): *The glaciolacustrine complex of Llestuí (Central Southern Pyrenees): A key-locality for the chronology*

- of the last glacial cycle in the Pyrenees*, 316-II: 807-813. C. Rend. Académie Sciences Paris.
- BURBANK, D.W. i VERGÉS, J. (1994): "Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting", a *Journal of Geophysical Research*, 99(B10): 20 281-20 297.
- MARTÍ BONO, C. i GARCIA-RUIZ, J.M. (eds.) (1994): *El glaciario surpirenaico: Nuevas aportaciones*, 142 pàg. Geofoma Ediciones. Logroño.
- SERRAT, D., CANALS, M., CARMONA, P., CERVELLÓ, J.M., FREIXES, A., PÉREZ-CUEVA, A.J., SERRA, J. i VILAPLANA, J.M. (1992):

- "Geomorfologia", a GUIMERÀ, J. i SERRAT, D. (coords.): *Història Natural dels Països Catalans*, volum 2 (Geologia II), pàg. 373-514. Enciclopèdia Catalana SA. Barcelona.
- SERRAT, D. i VENTURA, J. (1993): "Glaciers of the Pyrenees, Spain and France", a WILLIAMS, R.S. (JR.) i FERRIGNO, J.G. (eds.): *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World - E: Glaciers of Europe*, pàg. E49-E61. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-E. Washington.